

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Geologie



Roman Beránek

Vliv vodních nádrží na seismickou aktivitu
Effect of water reservoirs to seismicity

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: doc. RNDr. Jan Vilhelm, Csc.

Konzultant bakalářské práce: prof. RNDr. Tomáš Fischer, Ph.D.

Praha, 2018

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 15.08.2018

Podpis:

Poděkování

Mockrát děkuji svému školiteli doc. RNDr. Jan Vilhelmovi, CSc. za vedení práce. Za cenné poznámky a rady děkuji také svému konzultantovi prof. RNDr. Tomášovi Fischerovi, Ph.D.

Abstrakt

Na mnoha místech na světě bylo pozorováno objevení zemětřesné aktivity po stavbě a napuštění vodní nádrže, a to včetně lokalit, které byly do té doby považovány za seismicky neaktivní. Výskyt a intenzita těchto zemětřesení je dána parametry nádrží, režimem napouštění a vypouštění a z velké části také lokálními geologickými podmínkami a tektonickým napětím v regionu. V této práci je problematika hydroseismicity nejdříve přiblížena na dvou významných světových příkladech a popsána je i seismická v oblasti Nového Kostela v západních Čechách. Popsány jsou jednotlivé typy hydroseismicity a jejich specifické vlastnosti odlišující je od běžných zemětřesení. Dále jsou vysvětleny významné mechanismy, kterými vodní nádrže mohou ovlivnit podmínky nutné ke vzniku zemětřesení, jako je vzrůst hydrostatického tlaku, vzrůst tlaku fluida a proudění podzemní vody. Tyto vlivy souvisí se změnami úrovně vodní hladiny, a proto jsou popsány metody zkoumání souvislosti výskytu zemětřesení s těmito změnami. Mimo klasických metod vzájemné korelace a frekvenční analýzy je věnována pozornost také méně často používané metodě SSA (Singular Spectral Analysis). V poslední části jsou tyto metody aplikovány na reálných datech z oblasti Nového Kostela a vrtů v blízkosti vodní nádrže Horka za účelem zjištění možného vztahu mezi změnami úrovně vodní hladiny se seismicitou.

Abstract

The appearance of seismic activity after construction and filling of a water reservoir has been observed in many places around the world, including localities considered to be formerly aseismic. Occurrence and intensity of these earthquakes are determined by water reservoirs' parameters, filling and discharging states and by local geological conditions and regional tectonic stress. The thesis firstly deals with two of the world's known significant hydroseismicity examples and described is also seismicity in Nový Kostel area. The different types of hydroseismicity are thoroughly described along with all the major differences from ordinary earthquakes. The thesis further explains how water reservoirs may affect conditions important for earthquake occurrence such as hydrostatic pressure increase, pore pressure increase, and groundwater flow. These influences are related to water level fluctuations and therefore are described methods to analyze the relationship between earthquake occurrence and water level changes. Classical methods of crosscorrelation and frequency analysis are explained as well as not so common method of SSA (Singular Spectral Analysis). In the last section are all of these methods listed above applied to seismic data from the Nový Kostel area and water level measurements from boreholes in the vicinity of water reservoir Horka in order to examine their possible relationship.

1 Úvod

Výskyt zemětřesení po napuštění vodní nádrže je fenomén potvrzený již na mnoha místech na Zemi. Vznik těchto zemětřesení je vysvětlován různými mechanismy, kterými vodní nádrže ovlivňují prostředí, ve kterém se nacházejí. Mezi hlavní patří vzrůst tlaku v důsledku zatížení podloží vodou a vzrůst tlaku fluid snižující napětí nutné k porušení hornin. Cílem této práce je popsat a vysvětlit tyto mechanismy, stejně tak, jako veškeré charakteristiky, kterými se odlišují zemětřesení asociovaná s vodními nádržemi od běžných zemětřesení. Smysl a motivace pro studium tohoto tématu, označovaného často jako hydroseismicita je vyjevena na dvou příkladech významných zemětřesných událostí, ke kterým došlo u přehrady Koyna v Indii a přehrady Vajont v Itálii. Při studiu hydroseismicity je důležité určit, zda jsou vůbec zemětřesení způsobena následkem změny úrovně hladiny vodní nádrže. Značná část práce se tedy zabývá popisem a vysvětlením principů fungování metod sloužících pro zjištění vztahu změn úrovně vodní hladiny se seismicitou. V praktické části budou poté všechny vysvětlené metody aplikovány na datech z oblasti Nového Kostela s vodní nádrží Horka s cílem prozkoumat možný výskyt hydroseismicity v této oblasti.

2 Příklady hydroseismicity ve světě a seismicita v západních Čechách

2.1 Zemětřesení na přehradě Koyna v Indii

Na zemětřesení, které se odehrálo 10.12.1967 u přehrady Koyna v Indii lze velmi dobře ilustrovat důležitost výzkumu zemětřesení asociovaných se stavbou a napouštěním přehrad. Ačkoliv většina těchto zemětřesení nebývá příliš intenzivní, jak uvádí Gupta a kol. (1976), tak tento případ ukázal, že v některých oblastech mohou představovat poměrně velké riziko a lidská činnost může působit jako spouštěč jevu, který bývá tradičně označován jako čistě přírodní katastrofa.

Gupta a kol. (1976) uvádí, že přehrada Koyna byla postavena na stejnojmenné řece současně s vodní elektrárnou v oblasti, která byla před zahájením stavby považována za aseismickou. První otřesy byly podle stejných autorů zaznamenány již krátce po napuštění v roce 1962 a jejich frekvence se začala výrazně zvyšovat již od poloviny roku 1963. Nejsilnější z těchto otřesů byly schopny trást s okny a různými menšími předměty. Z tohoto důvodu byla pro sledování těchto otřesů vystavěna síť stanic se seismografy a s jejich pomocí byla určena lokalizace hypocenter v blízkosti přehradní nádrže. Od té doby se začala různě silná zemětřesení objevovat pravidelně. Největší z těchto zemětřesení s magnitudem 5.5 se odehrálo 13. září roku 1967 a způsobilo lokální majetkové škody.

Nejsilnější a nejničivější zemětřesení přišlo 10.12.1967 v pozdních večerních hodinách. Různé organizace určily rozdílné časy počátku otřesů, magnitudo, hloubku i různou polohu epicentra, což naznačuje, že se ve skutečnosti jedná o více událostí. Například Tandon a Chaundhury (1967) odhadli hloubku zemětřesení na 9 až 32 kilometrů. S ohledem na poměrně malou oblast, která byla postižena nejvíce, předpokládají výskyt mělkého zemětřesení v hloubce 8-10 kilometrů, které bylo odpovědné za největší lokální škody a hlubší zemětřesení v hloubce kolem 30 kilometrů, které zasáhlo s menší intenzitou mnohem větší plochu. Magnitudo je uváděno většinou v rozmezí 6-6.5. Jednotlivé zemětřesné události jsou popsány v následující tabulce č. 3.1.

Tabulka 2.1 Zemětřesení v okolí přehrady Koyna, převzato z (International Seismological Centre ISC: On-line-Bulletin)

Date	Time	Latitude	Longitude	Author	OrigID
1967/12/10	22:51:19.00	17.5000	Depth	MOS	1817734
			73.8000		
1967/12/10	22:51:19.00	17.3700	73.7500	8.0 NDI	1817735
1967/12/10	22:51:20.00	17.4000	73.6000	0.0 BCIS	1817736
1967/12/10	22:51:21.14	17.3900	73.7740	4.5 CENT	02321721
1967/12/10	22:51:22	17.5400	73.8400	EVBIB	01079507

Zemětřesení se projevilo vznikem mnoha trhlin a prasklin na zemském povrchu. Některé z

trhlinových systémů šlo sledovat až v délce tří kilometrů. Jednotlivé praskliny byly dlouhé až 40 metrů, široké až 40 centimetrů. Několik na různých místech provedených výkopů ukázalo, že jejich hloubka zřejmě nepřesahuje 2-3 metry. Poškozeno bylo také mnoho budov, cest, mostů včetně samotné stavby přehrady s vodní elektrárnou, což způsobilo výpadek v elektrické síti v přilehlé oblasti. V některých místech bylo až 80% domů buď zcela zničeno, nebo se staly ze statických důvodů neobyvatelnými. Tato katastrofa si vyžádala kolem 200 mrtvých, přes 1500 raněných a tisíce lidí přišlo o své domovy (Gupta a Rastogi 1976). S tímto výčtem škod se dodnes řadí mezi jedno z nejničivějších zemětřesení asociovaných s hydroseismicitou, které do jisté míry vzbudilo zvýšený zájem o fenomén zemětřesení způsobených změnami hladin v přírodních i umělých nádržích, který se v cizojazyčné literatuře označuje jako RIS (Reservoir Induced Seismicity).

Dále je třeba zmínit přetrvávající charakter zdejších zemětřesení, která se opakují desetiletí po počáteční aktivitě spojené s prvotním napuštěním. Talwani (1995) uvádí výskyt tisíců jevů o $M \geq 1.7$ včetně hojných výskytů zemětřesení s $M \geq 4$. Tato zemětřesení se objevují ve zvýšeném počtu po každém cyklu napouštění během období dešťů, se kterým mají shodnou periodicitu. Nejvýraznější jevy se objevují se zpožděním 6-8 týdnů po dosažení roční maximální úrovně hladiny (Talwani 1995).

Talwani (1995) si také všímá delší doby, která je potřebná pro akumulaci potřebného napětí nutného pro spuštění zemětřesení o magnitudu větším nebo rovno 5.0. Toto chování vysvětluje tím, že region již není postižen tak velkým napětím, jak tomu bylo při počátcích zemětřesné aktivity v roce 1967.

2.2 Zemětřesení na přehradě Vajont v Itálii

Jednou z dalších událostí dokládajících důležitost sledování seismické aktivity v okolí vodních nádrží a vztahu této aktivity k změnám úrovně hladin těchto nádrží je i masivní sesuv, který se odehrál na přehradě Vajont v Itálii.

Přehradní nádrž s 266 m vysokou hrází, která se řadí mezi nejvyšší na světě má objemovou kapacitu $150 \times 10^6 \text{ m}^3$. Napouštění nádrže bylo zahájeno v roce 1960 a ve stejné době byla zřízena i první kontrolní seismická stanice. V následujících třech letech bylo poté v okolí zaznamenáno na 250 otřesů, o nichž Caloi (1966) soudí, že mohly narušit strukturu jurských a křídových sedimentů na úpatí hory Toc. Epicentra těchto zemětřesení se nacházela ve vzdálenosti přibližně 3-4 km od nádrže. V průběhu napouštění bylo také od listopadu 1960 zaznamenáno několik různě velkých svahových pohybů, na které bylo vždy zareagováno snížením stavu hladiny v nádrži. Po tomto opatření pak došlo postupně k zpomalení a následně až k zastavení těchto pohybů (Semeza a Ghirotti 2000). Gupta a Rastogi (1976) uvádí, že po každé ze tří nejvýznamnějších fází napouštění lze vysledovat i tři zvýšení zemětřesné aktivity a naopak po každém snížení stavu hladiny je patrný i následný pokles zemětřesné aktivity. Vždy po ustání těchto svahových pohybů bylo však napouštění opět obnoveno. Největší úrovně dosáhla hladina nádrže v září roku 1963 a byla doprovázena do té doby největším množstvím zemětřesení, po kterých došlo 9.9.1963 k největšímu katastrofickému sesuvu.

Sesuv, který tvořilo asi $2.6 \times 10^8 \text{ m}^3$ křídových sedimentů, se sesunul přímo do nádrže a způsobil, že se $30 \times 10^6 \text{ m}^3$ vody, což byla zhruba pětina jejího objemu, se přelila přes hráz a vzniklá přívalová vlna zaplavila údolí řeky Piávy pod ní (Ward a Day 2011). Následkem této události bylo zničení několika vesnic pod přehradou, které smetla vlna vody a bahna, a zhruba 2000 obětí z řad místních obyvatel.

Zvýšení zemětřesné aktivity bylo pozorováno po zvýšení vodní hladiny i v dalších letech

po této události, a to především při povodních v roce 1965 (Gupta a Rastogi 1976). V daném případě nelze hydroseismicitu označit jako jediný činitel odpovědný za tento sesuv. Jako další faktory uvádí Semeza a Ghirotti (2000) například přítomnost jílu na ploše, na které došlo k sesuvu a přítomnost starých sesuvů, které byly odhaleny během geologických průzkumů. S přehradou spojené zemětřesení se tak stává nebezpečným nepřímo, protože může za vhodných geologických podmínek spustit sesuv. Právě podcenění rizika sesuvu lze v případě přehradní nádrže Vajont považovat za hlavní příčinu tragických následků seismického jevu z 9.9.1963.

2.3 Seismicita v oblasti Nového Kostela a její vztah k nádrži Horka

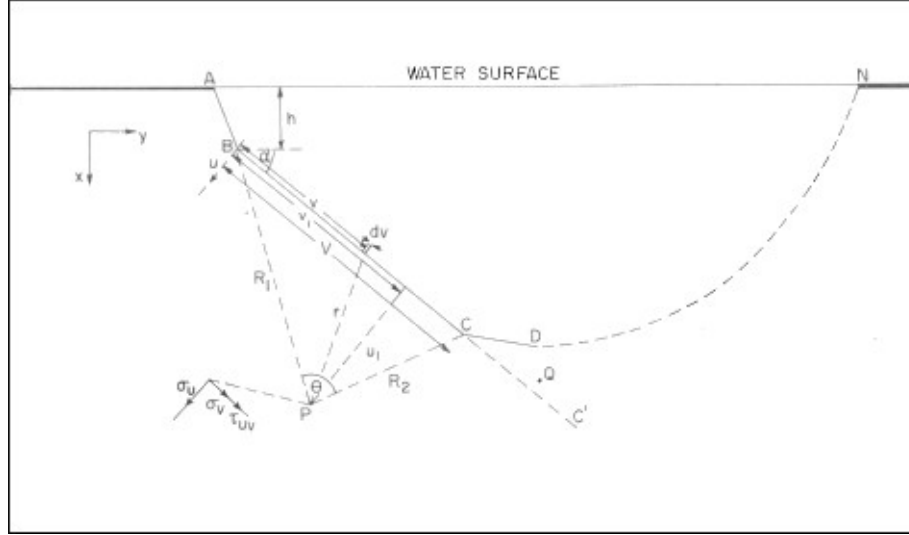
Mezi hlavní tektonické struktury v okolí Nového Kostela patří SV-JZ orientovaná oherská (ohárecká) zóna, což je rift na rozhraní saxothuringika a tepelsko-barrandienské zóny, který se začal tvořit na konci mesozoika pravděpodobně jako odezva na alpskou orogenezi. Oherský rift je vyplněn hlavně terciárními a kvartérními sedimenty a alkalickými vulkanity Českého středohoří a Doupovských hor (Petránek a kol. 2016). Během probíhající alpské orogeneze se také v oblasti uplatňovala saxonská tektonika, která stála za vznikem okrajových pohoří ČR. Další významnou strukturou je zde mariánskolázeňský zlom SSZ-JJV směru, který odděluje tepelsko-barrandienskou zónu od moldanubika (Petránek a kol. 2016). V oblasti prolínání těchto dvou zlomových systémů se dnes odehrávají nejintenzivnější a nejčetnější zemětřesení, jejichž epicentra leží poblíž obce Nový Kostel a vodní nádrže Horka. Oblast je také známá výskyty teplých minerálních pramenů, jejichž příkladem jsou Karlovy Vary nebo Mariánské Lázně a emise oxidu uhličitého na lokalitách jako je Soos (Goliáš 2016). Oblast Nového Kostela je jednou z neaktivnějších seismických oblastí ve střední Evropě a výskyt zemětřesných rojů je tu dokumentován již od devatenáctého století. Většina zemětřesení má magnitudo nepřesahující hodnotu 4.0 a jen výjimečně bývá toto číslo překročeno. Hloubka hypocenter se pohybuje v rozmezí mezi 6 až 12 km a jsou soustředěna na linii SSZ-JJV orientace (Heinicke a kol. 2017). Řada výzkumníků, například Heinicke a kol. (2017), se zabývali možností vysvětlení vzniku některých zemětřesných rojů hydraulicky indukovanými změnami pórového tlaku fluid v této oblasti a to především korelací zemětřesení s významnými hydrologickými událostmi, jako jsou dešťové srážky a tání sněhu. Jako další, méně pravděpodobnou možnost, uvádí možný vliv k povrchu stoupajících roztoků vyloučených z magmatu. V dnešní době je oblast velmi dobře pokrytá sítí seismických stanic a je častým cílem mnoha výzkumů zaměřených na studium seismicity, emise oxidu uhličitého a hydrogeologii.

3 Vliv vodních nádrží na horninové prostředí

3.1 Vliv tlaku vodní masy

Jedním z faktorů, které může vodní nádrž ovlivnit, je vzrůst tlaku působícího na horniny v podloží v důsledku jejího napuštění. Ačkoliv tento tlak málokdy překročí 10 barů a pevnost hornin v tlaku se běžně pohybuje kolem 1000 barů, tak může spustit zemětřesení v oblastech, které již jsou postiženy kritickým napětím, jak uvádí Gough a Gough (1970a). Vztahy, jakými tíha vodní masy působí na své okolí, ukázal například Gough (1969) pro případ dvourozměrného modelu nádrže a Gough a Gough (1970b) pro složitější model třírozměrného jezera. Níže je ilustrována metodika výpočtu napětí s použitím dvourozměrného modelu nádrže, jehož průřezem je libovolný mnohoúhelník. Nejjednodušší případ poté představuje nádrž trojúhelníkového

průřezu.



Obrázek 3.1 Úsek BC, pro který jsou počítána napětí v bodě P, převzato z Gupta a Rastogi (1976)

Uvažuje se jezero mající tvar libovolného polygonu určeného body ABCD... N. Gough (1969) pak pro úsek mezi dvěma body polygonu odvodil následující vztahy pro normálová napětí σ_u , σ_v a střížné napětí τ_{uv} v bodě P, kde u a v jsou rovnoběžná a kolmá osa ke zvolenému úseku. Napětí jsou počítána vzhledem k těmto osám zobrazeným na obrázku 3.1 podle následujících vztahů:

$$\sigma_u = -\rho \frac{gu}{\pi} \{ (h + v \sin(\alpha)) [(V - v) R_2^{-2} + v R_2^{-2} + \phi u^{-1}] + u^2 \sin(\alpha) (R_1^{-2} - R_2^{-2}) \} , \quad (3.1)$$

$$\sigma_v = -\rho \frac{gu}{\pi} (h + v \sin(\alpha)) [\phi u^{-1} - (V - v) R_2^{-2} + v R_1^{-2}] \sin(\alpha) \ln(R_2^2 R_1^{-2}) + u^2 \sin(\alpha) (R_2^{-2} - V R_2^{-2}) , \quad (3.2)$$

$$\tau_{uv} = -\rho \frac{gu^2}{\pi} [h (R_1^{-2} - R_2^{-2}) + \sin(\alpha) (\phi u^{-1} - V R_2^{-2})] , \quad (3.3)$$

kde ρ je hustota vody, g je gravitační zrychlení, u a v jsou souřadnice bodu P s počátkem v bodě B. Úhel α je úhel mezi úsekem BC a hladinou a úhel ϕ je mezi úseky PB a PC. V bodech na linii BC, kde $u = 0$ a $\phi = \pi$ se výše uvedené vztahy redukují na následující:

$$\sigma_u = \sigma_v = -\rho g (h + v \sin \alpha), \quad (3.4)$$

$$\tau_{uv} = 0. \quad (3.5)$$

Rotací souřadnic do nového souřadného systému (x, y) , který odpovídá vertikálnímu a horizontálnímu směru lze získat následující rovnice, které odvodil Jaeger (1956)

$$\sigma_x = \sigma_u \cos^2 \alpha + \sigma_v \sin^2 \alpha + 2\tau_{uv} \sin \alpha \cos \alpha,$$

$$\sigma_y = \sigma_u \sin^2 \alpha + \sigma_v \cos^2 \alpha - 2\tau_{uv} \sin \alpha \cos \alpha,$$

$$\tau_{xy} = \tau_{uv} (\cos^2 \alpha - \sin^2 \alpha) + (\sigma_v - \sigma_u) \sin \alpha \cos \alpha.$$

Z těchto vztahů poté odvodil Jaeger (1956) maximální střížné napětí τ_{max} působící v P a sklony l_m a $l_m + \pi/2$ ploch procházejících tímto bodem, na kterých toto střížné napětí působí. Tyto hodnoty jsou dány následujícími vztahy:

$$\tau_{max} = \frac{1}{2} [(\sigma_x - \sigma_y)^2 + 4\tau_{xy}^2]^{\frac{1}{2}}, \quad (3.9)$$

$$l_m = \frac{1}{2} \arctan \left(2 \frac{\tau_{xy}}{(\sigma_x - \sigma_y)} \right). \quad (3.10)$$

Po vypočtení těchto neznámých lze určit přírůstky napětí v různých hloubkách pod vodní nádrží a úklony ploch, na které bude působit maximální střížné napětí. V případě spočtení přírůstku napětí pro dostatečně hustou síť bodů, lze tyto výsledky poté vyjádřit formou grafu s napěťovými izoliniemi.

3.2 Vliv tlaku fluid

Zemětřesení jsou způsobena porušením hornin, nebo pohybem na již existujících porušeních. Možnost porušení horniny ve stříhu závisí na poměru střížného napětí podél zlomové plochy k normálovému efektivnímu napětí kolmému na plochu zlomu. Toto normálové efektivní napětí se rovná normálovému napětí bez pórového tlaku. Při zvýšení pórového tlaku se střížné napětí nemění, ale dojde ke snížení efektivního napětí o stejnou hodnotu. Tím se následně poměr střížného a normálového napětí zvýší. Pokud jsou horniny již pod počátečním střížným napětím, což bývá velmi často pravda, tak nárůst tlaku fluid může způsobit jejich střížné porušení a zapříčinit následné zemětřesení (Gupta a Rastogi 1976). Tlak fluid může také stejným způsobem ovlivnit i stabilitu již existujících zlomů (Kraft a kol. 2006).

Ke zvýšení tlaku fluid může dojít v důsledku zvýšení úrovně vodní hladiny nádrže a následným pronikáním vody skrze praskliny a zlomy do podloží.

Velikosti střížného a normálového napětí jsou dány následujícími vztahy:

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin(2\alpha) \quad (3.11)$$

pro střížné napětí a:

$$\sigma = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} + \sigma_1 - \frac{\sigma_3}{2} \cos 2\alpha \quad (3.12)$$

pro napětí normálové, kde σ_1 a σ_3 jsou největší a nejmenší hlavní napětí a úhel α je mezi rovinou zlomu a osou σ_3 (Fossen 2010). Vlastnosti horniny lze zjistit triaxiální zkouškou, jejímž výsledkem je úhel vnitřního tření, který lze vyjádřit jako:

$$\tan \phi = \frac{\tau - \tau_0}{\sigma} \quad (3.13)$$

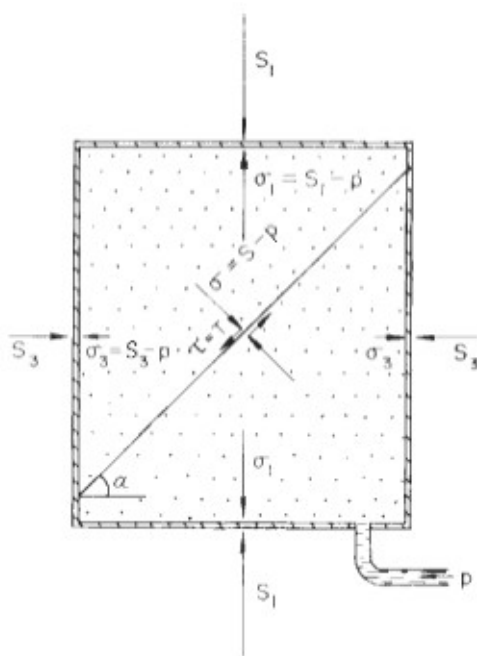
a maximální smykové napětí:

$$\tau = \tau_0 + \sigma \tan \phi \quad (3.14)$$

kteří lze také vyjádřit zjednodušeně graficky jako Coulombovu obálku pevnosti pro různé hodnoty působícího napětí.

Prostor mezi zrny, praskliny a zlomy v korových horninách bývají v hloubkách v řádech jednotek až desítek metrů pod povrchem vyplněny vodou. Tlak, který je vyvolán touto vodou nasycenou horninou je funkcí hloubky a je dán přibližně klasickým Archimédovým vztahem:

$$p = \rho_c g h, \quad (3.15)$$



Obrázek 3.2 Znáznornění napětí působících na vodou nasycené médium s vnitřním tlakem fluid, převzato od (Gupta a Rastogi 1976)

kde ρ je měrná objemová hmotnost vodou nasycené horniny, g je intenzita gravitačního pole a h je hloubka, ve které je tlak počítán.

Vliv tlaku fluid na normálové a střížné napětí ukázali Gupta a Rastogi (1976) na následujícím příkladu znázorněném na obrázku 3.2. Pokud budou na porézní médium ohraničené nepropustnými stěnami působit vnější omezující napětí S_1 a S_3 a z vnitřku působit tlak vody p , tak střížné napětí T a normálové napětí S na libovolnou rovinu svírající úhel α s osou S_1 bude dáno vztahy:

$$S = \frac{S_1 + S_3}{2} + \frac{S_1 - S_3}{2} \cos(2\alpha), \quad (3.16)$$

$$T = \frac{S_1 - S_3}{2} \sin 2\alpha, \quad (3.17)$$

které nezahrnují vliv tlaku fluid p . Po započítání tohoto vlivu lze odvodit následující vztahy:

$$S' = \frac{(S_1 - p) + (S_3 - p)}{2} + \frac{(S_1 - p) - (S_3 - p)}{2} \cos 2\alpha, \quad (3.18)$$

$$T' = \frac{(S_1 - p) - (S_3 - p)}{2} \sin 2\alpha, \quad (3.19)$$

což lze po zjednodušení vyjádřit jako:

$$S' = S - p = \sigma, \quad (3.20)$$

$$T' = T = \tau. \quad (3.21)$$

Tento výsledek ukazuje, že se změnou tlaku fluid dojde ke změně efektivního normálového napětí, ale střížné napětí zůstává nezměněno. Maximální smykové napětí bude po dosazení tohoto výsledku do rovnice 3.14:

$$\tau = \tau_0 + (S - p) \tan \phi. \quad (3.22)$$

Změny v pórovém tlaku lze sledovat například na výkyvech ve stavu hladin ve studních v blízkosti seismicky aktivní oblasti, tak jak to zmiňuje Chadha a kol. (2003) ve své studii v okolí přehrady Koyna v Indii. Poklesy úrovně vody v těchto studních se navíc ukázaly být předchá-

zející některým následným zemětřesením. Rozhodujícím při tom byla intenzita zemětřesení a jeho vzdálenost od sledované studny. Sledování vztahů ve změnách hladin a následných zemětřeseních, pak může být zároveň užitečné pro porozumění lokálním hydrogeologickým poměrům. Chadha a kol. (2003) také navrhuje možnost využít sledování těchto změn úrovně hladiny ve studních pro předpovídání zemětřesení v tomto regionu.

4 Hydroseismicita

Teorie hydroseismicity se snaží vysvětlit vznik některých intradeskových zemětřesení změnami hydrologických poměrů, které následně ovlivňují pórový tlak (tlak fluid) v zemské kůře, což vede ke snížení pevnosti hornin (Costain a Bollinger 2010). Mezi hydrologické události, které mohou mít vliv na pórový tlak, patří například vodní srážky, tání sněhu, nebo zvýšení úrovně hladiny vodních nádrží. Vznik zemětřesení je ovlivněn mnoha dalšími vlivy, které zahrnují hydrogeologické vlastnosti hornin, existenci zlomů a puklin umožňujících transport vody a úroveň nashromážděného napětí v oblasti. Tuto teorii potvrzují mnohá pozorování a porovnávání intenzity dešťových srážek, změn úrovní vodních hladin v nádržích, vrtech a studních se seismickou aktivitou (Kraft a kol. 2006). Stejně tak je popsáno mnoho případů indukovaných zemětřesení, ke kterým dochází při těžbě břidličného plynu metodou hydraulického štěpení, nebo při získávání geotermální energie. Základem obou z těchto činností je vhánění vody do horninového prostředí, při kterém dochází ke zvýšení pórového tlaku, což může způsobit zemětřesení přesně podle předpokladů této teorie. Tato zemětřesení jsou často velmi slabá a označují se jako mikroseismicita. Mezi jevy, které se často vysvětlují hydroseismicitou patří i zemětřesné roje, což jsou výskyty mnoha časově blízkých otřesů převážně nižší intenzity, z nichž nelze určit žádné dominantní zemětřesení (Kraft a kol. 2006).

Zemětřesení asociovaná s vodními nádržemi dělí Talwani (1997) do dvou kategorií. První skupinou jsou zemětřesení, ke kterým dojde po napuštění nádrže na novou maximální úroveň a jsou přímou reakcí na zvýšení zatížení a vzrůst pórového tlaku. S rostoucím časem tato seismická aktivita postupně vyznívá až zcela zmizí. Tato první kategorie byla dobře patrná například na přehradě Vajont, v jejímž okolí došlo k zemětřesením po každé etapě jejího napouštění. Mechanismy způsobující první typ hydroseismicity byly podrobně popsány v kapitolách 3.1 a 3.2.

Počáteční napuštění nádrže Horka, které proběhlo v roce 1969 navrhuje Heinicke a kol. (2017) jako možnou příčinu počátku výskytu významnějších zemětřesných rojů v oblasti Nového Kostela, které se poprvé v minulém století objevily v letech 1985/1986. Dále uvádí, že při zvednutí hladiny o 35 m došlo ke zvýšení hydrostatického tlaku na dně až o 350 kPa, což mohlo usnadnit dosažení kritického napětí v oblasti. To naznačuje, že i zde by se mohlo jednat o výskyt prvního typu hydroseismicity. Tuto hypotézu by mohlo být možné ověřit výrazným vypuštěním vody z nádrže a sledovat, zda to ovlivní četnost zemětřesení podobným způsobem, jako například na přehradě Vajont v Itálii.

Druhou uváděnou kategorií je takzvaná dlouhotrvající seismicita, která trvá dlouhá desetiletí po napuštění nádrže bez zjevného snižování četnosti zemětřesení a je reakcí na změny pórového tlaku vyvolaného změnami v úrovni hladiny v nádrži, od níž může převzít případnou periodicitu. V rámci jedné nádrže se mohou vyskytovat oba tyto typy spouštěcích mechanismů,

čehož je příkladem přehrada Asuán v Egyptě. Telesca a kol. (2012) zde identifikovali mělká a hluboká zemětřesení, která porovnávali s variacemi vodní hladiny. Výsledkem tohoto výzkumu bylo zjištění, že hlubší zemětřesení mají na svědomí pouze změny hladiny v prvních něko-13lka letech po napuštění, zatímco mělká zemětřesení se objevují bez přestání po celou dobu fungování nádrže.

Typickým příkladem druhého dlouhotrvajícího typu je přehradní nádrž Koyna. Jednou z možných lokalit, na kterých se může vyskytovat tento druhý typ je i vodní nádrž Horka, v jejíž blízkosti se vyskytují zemětřesné roje, které svým dlouhotrvajícím charakterem tuto druhou kategorii připomínají. Heinicke a kol. (2017) dokonce uvádí, že se jejich četnost od jejich prvního objevení postupně zvyšuje.

Kumar a kol. (2012) výskyt zemětřesných rojů vysvětlují průnikem vody do zlomových struktur, což sníží tření na kontaktních plochách a urychlí vznik zemětřesení, která by jinak proběhla až později. Dalším rysem, kterým se roje odlišují od běžných zemětřesení je jejich vztah frekvence k magnitudu. Gupta a Rastogi (1976) vyjadřují tuto odlišnost s pomocí hodnoty b nacházející se v Guttenberg-Richterově vztahu:

$$\log N = a - bM, \quad (4.1)$$

kde N je počet zemětřesení o magnitudu $\geq M$, M je magnitudo a a a b jsou konstanty, které jsou v každé zkoumané oblasti odlišné. Hodnota a závisí na rozloze zkoumané oblasti a na délce pozorování. Hodnota b je závislá na poměru počtu zemětřesení s nižším magnitudem k počtu zemětřesení s větším magnitudem a v porovnání s a se příliš v různých oblastech neliší. Běžná hodnota b je udávána přibližně 1.0, zatímco v případě zemětřesení spojených s vodními nádržemi bývá velmi často vyšší. Hodnota b je zároveň vyšší pro otřesy před hlavním zemětřesením než pro otřesy po něm. Jako další odlišnosti uvádí Gupta a Rastogi (1976) vyšší poměry magnitud největšího z dotřesů k hlavnímu otřesu, pomalé dozívání dotřesů a zařazení do jiné kategorie podle Mogiho (1963), které je vysvětleno níže.

Mogi (1963) rozdělil zemětřesení do tří typů podle časové distribuce předtřesů a dotřesů, která je závislá na struktuře materiálu a prostorovém rozložení napětí.

První typ je charakteristický nepřítomností předtřesů před hlavním otřesem, po kterém následují s časem vyznívající dotřesy. Tento typ se vyskytuje v homogenních materiálech při rovnoměrném rozložení napětí.

Druhý typ je běžnější ve více heterogenním prostředí, kde není napětí rozloženo rovnoměrně. Hlavní otřes v tomto případě předchází předtřesy se stupňující se četností. Po hlavním otřesu opět následují dotřesy.

Třetí typ se vyznačuje z počátku stupňujícím se počtem otřesů, jejichž četnost začne po určitém okamžiku klesat bez výskytu výrazného hlavního otřesu. Jedná se tedy o chování zemětřesných rojů. Materiál je v tomto případě velmi heterogenní a napětí velmi koncentrované.

Gupta a Rastogi (1976) na základě analýzy mnoha událostí z různých oblastí zjistili, že většina s vodními nádržemi asociovaných zemětřesení se řadí do druhého typu, zatímco běžná zemětřesení vyskytující se ve stejných oblastech se řadí do typu prvního.

Celosvětově je známo několik desítek zdokumentovaných případů zemětřesení, která jsou indukována vodními nádržemi. Talwani (1995) uvádí, že ve většině případů se jedná spíše o slabší jevy a ze zhruba 70 zdokumentovaných seismických lokalit do roku 1995 se vyskytovala zemětřesení o $M \geq 5$ jen na 11 z nich.

5 Metody zkoumání souvislosti změn vodní hladiny a seismicity

5.1 Metoda vzájemné korelace

Jedním z možných způsobů, jak posoudit vzájemnou provázanost dvou časových řad je výpočet funkce vzájemné korelace. Příklad použití této metody v případě hydroseismicity ukazují například Hagiwara a Ohtake (1972) v oblasti přehrady v Kurobe (Japonsko), kde aplikovali tuto metodu na měsíční četnost zemětřesení a úroveň vodní hladiny s použitím následujícího vzorce:

$$r_{\tau} = \frac{\sum_i (n_i - \bar{n})(l_{i+\tau} - \bar{l}_{\tau})}{[\sum_i (n_i - \bar{n})^2 \sum_i (l_{i+\tau} - \bar{l}_{\tau})^2]^{\frac{1}{2}}} \quad (5.1)$$

ve kterém je n_i četnost otřesů v i -tém měsíci, l_i je úroveň hladiny v i -tém měsíci, τ je časový posun v měsících a \bar{n} je průměrná hodnota n_i a \bar{l}_{τ} je průměr úrovně hladiny. Funkce vzájemné korelace vyjadřuje vzájemnou podobnost dvou časových řad v závislosti na jejich vzájemném posunu. V případě nádrže v Kurobe byl nejvyšší koeficient korelace 0.41 na hodnotě posunu 0 měsíců. Hledá se tedy při jakém posunu je hodnota korelačního koeficientu maximální.

Tato metoda vyžaduje, aby průměr obou časových řad byl nulový. To znamená odečíst od nich jejich průměr, jak ukazuje výše uvedený vzorec. Úspěšné použití výpočtu vzájemné korelace ukázali Vlček a kol. (2017) při sledování projevů seismicity při injektáži vody během hydraulického štěpení pro dobývání břidličného plynu. Jejich studie ukazuje, že hodnota korelace může mít velké pozitivní hodnoty a dokládat tak vztah mezi injektáží a seismicitou. Podobně postupovali i při zkoumání zemětřesné aktivity v blízkosti jezera Pertusillo v jižní Itálii. Četnost dějů vykazuje výraznou roční periodicitu, která je korelovatelná s ročními výkyvy stavu jezerní hladiny. Rozdílem oproti předchozímu případu je mnohem větší vzdálenost od jezera

k oblasti výskytu zemětřesení, která znamená, že je nutné očekávat delší případný reakční čas seismicity na změnu stavu hladiny. Výsledky této studie také ukazují, že metoda vzájemné korelace není příliš vhodná pro studium dějů s kratší periodou, pokud je přítomný nějaký delší velmi výrazný, například roční cyklus. Vlček a kol. (2017) proto navrhuje omezit v takových případech studovanou časovou řadu na jeden rok, nebo i kratší období. Další komplikací může být výskyt přirozené seismicity ve zkoumané oblasti, která může efektivně zakrýt indukovanou seismicitu. Tyto závěry naznačují, že ačkoliv může tato metoda přinést zajímavé výsledky, je vhodné ji doplnit o další analytické postupy, které dokaží rozšířit možnosti jejího použití.

5.2 Frekvenční analýza

Jedním z výhodných způsobů jakým lze analyzovat signál může být jeho převedení z časové do takzvané frekvenční domény. K převedení signálu z časové do frekvenční domény se používá metody Fourierovy transformace. Po této transformaci je možné ve spektru signálu rozlišit různé

periodické děje, které nejsou v časové doméně tak dobře rozpoznatelné, jelikož se mohou vzájemně překrývat. Použití této analytické metody při studiu hydroseismicity ukazuje například Telesca a kol. (2012). Možnou aplikací této metody při porovnávání dvou časových řad je spočítání spekter obou řad a následné sledování výskytu stejných významných frekvenčních složek v obou z nich. I při použití této metody může být indukovaná seismicita nerozpoznatelná v důsledku přítomnosti jiné přirozené seismické aktivity.

Spektrum časové řady může být zobrazeno také jako výkonové spektrum, které je druhou mocninou amplitudového spektra. Výkonové spektrum zvýrazňuje významné frekvence na úkor slabších a umožňuje tak lépe identifikovat podstatné složky. Prakticky se výkonové spektrum spočítá jako spektrum autokorelační funkce dané časové řady.

5.3 Metoda SSA

Metoda SSA (Singular Spectral Analysis) umožňuje rozložení časové řady na její oscilační komponenty a šum, které lze pak dále analyzovat. Časová řada se nejdříve upraví do tvaru s nulovým průměrem a jednotkovou směrodatnou odchylkou y_i , kde $1 \leq i \leq N$ a určí se maximální posun M podle postupu Telesca a kol. (2012). Pro určení maximálního posunu M neexistuje žádný jednoznačný postup. Vauntard a Ghil (1989) uvádějí, že pro získání co největšího množství informace je lepší volit hodnotu M spíše vyšší. Naopak pro zachování statistické spolehlivosti je lepší volit M nižší. Dalším krokem je tvorba kovarianční matice C . Jedná se o matici, jejíž prvky jsou hodnoty kovariance mezi původní a posunutými řadami. Matice C je spočtena přímo ze vstupních dat jako matice v Toeplitzově tvaru a její složky C_{ij}

závisí pouze na posunu $|i - j|$ (Vautard a Ghil 1989). Posun neboli zpoždění se volí celočíselný a kladný. Matice C je dána vztahem

$$C_{ij} = \frac{1}{N - |i - j|} \sum_{k=1}^{N - |i - j|} y_k y_{k + |i - j|}, \quad 1 \leq i, j \leq M \quad (5.2)$$

Dalším krokem je výpočet vlastních čísel λ_k , kde $1 \leq k \leq M$ (vlastní čísla seřazena podle velikosti) a vlastních vektorů E_{jk} matice C . Vlastní vektory poté slouží k výpočtu matice hlavních

komponent, která je dána vztahem

$$PC_{ik} = \sum_{j=1}^M y_{i+j} E_{jk}, \quad 0 \leq i \leq N - M \quad (5.3)$$

kde E_{jk} představuje vlastní vektory matice C . Posledním krokem je spočítání samotných rekonstruovaných komponent, které vyjadřuje následující vztah

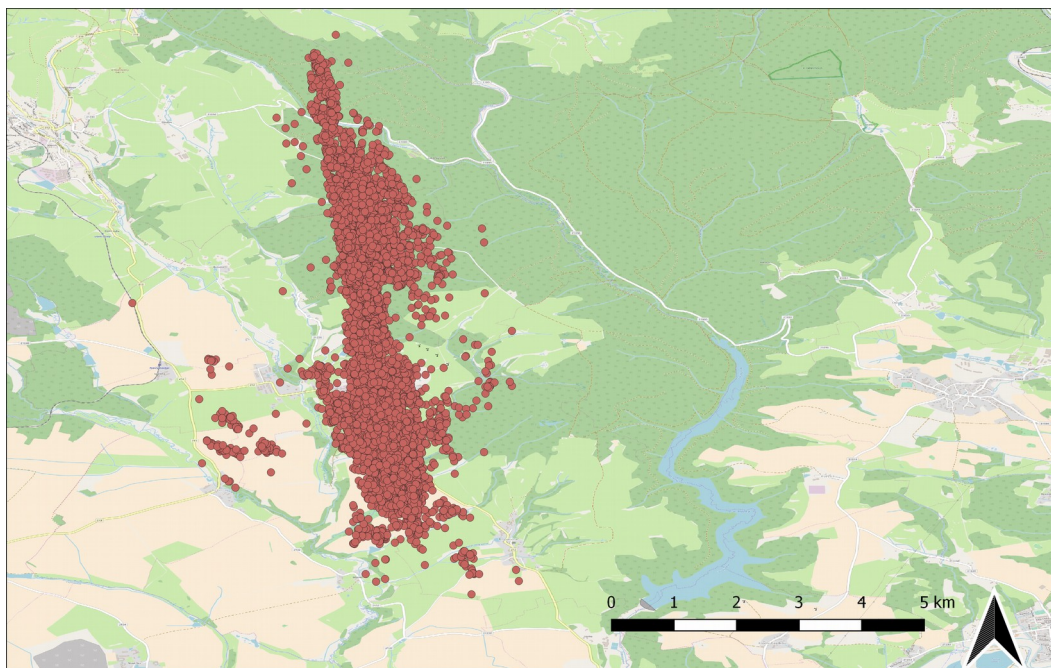
$$RC_{ik} = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M PC_{i-j} E_{jk}, \quad M \leq i \leq N - M + 1 \quad (5.4)$$

Část celkové odchylky původního signálu obsažená v k -tém RC_{ik} odpovídá hodnotě λ_k , což znamená, že rekonstruované komponenty jsou seřazeny podle klesající obsažené informace o původní řadě (Schoellhamer 2001). Obecně platí, že první rekonstruované komponenty obsahují nejvíc odchylky (variance) a zbývající obsahují pouhý šum (Vautard a Ghil 1989). Těchto skutečností lze využít při oddělení podstatných složek signálu od šumu při celkové rekonstrukci signálu, ke které se použijí pouze podstatné rekonstruované komponenty, jejichž hodnoty λ_k jsou největší.

Takto získané rekonstruované komponenty je poté možné použít pro další analýzu za použití dalších metod jako je například frekvenční analýza, při které se porovnávají výkonová spektra jednotlivých rekonstruovaných komponent dvou nebo více časových řad.

6 Analýza dat ze seismické oblasti Nového Kostela

Vodní nádrž Horka, jejíž hlavní funkcí je akumulace pitné vody Libockého potoka pro sokolovskou oblast, se nachází v Karlovarském kraji asi 8 km od Kynšperku nad Ohří. Plocha povodí je 69.17 km^2 , průměrný průtok $0.63 \text{ m}^3/\text{s}$ a zásobní objem nádrže 16.780 mil. m^3 . U hráze se nachází dva monitorovací vrty na sledování hladiny podzemní vody a rovněž byla sledována hladina v nádrži. V následujícím textu se zkoumá možný vztah periodických změn stavu vodní hladiny v nádrži a ve vrtech s lokální seismickou aktivitou v oblasti Nového Kostela.

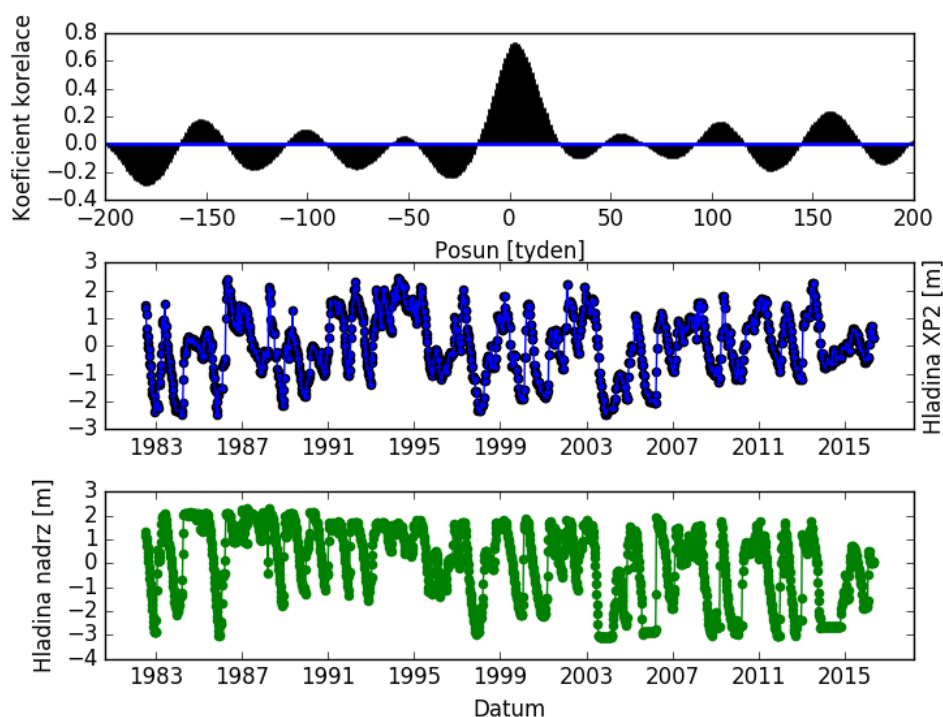


Obrázek 6.1 Lokalizace epicenter zkoumaných zemětřesení v oblasti Nového Kostela

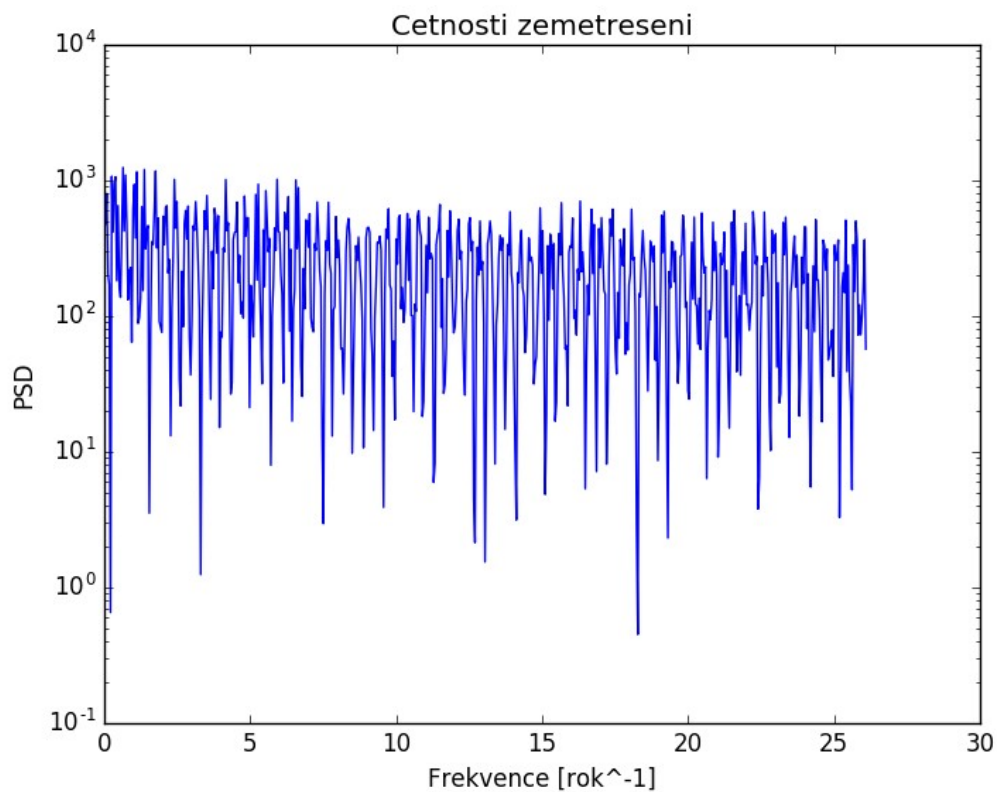
Pro práci byla použita data ze dvou sloučených seismických katalogů z let 1991 až 2014 obsahující zemětřesné jevy s magnitudem větším než 0, které pochází ze seismické sítě provozované Geofyzikálním ústavem AV ČR v.v.i.. Data z katalogů byla dále geograficky omezena výřezem omezeným na nejbližší okolí nádrže tak, aby byly vyloučeny všechny příliš vzdálené jevy. Tato vybraná zemětřesení a nádrž Horka jsou zobrazeny na obrázku 6.1. Dále byla použita měření stavu hladiny v nádrži a ve dvou kontrolních vrtech označených jako XP1 a XP2 z období let 1982 až 2016, která byla laskavě poskytnuta společností Vodní díla - TBD, a.s. Studovaný časový úsek byl poté omezen na období od 6. 2. 1991 až 23. 5. 2014. Pro analýzu byla z důvodu nedostatečné kontinuity měření u vrtu XP1 využita pouze data z vrtu XP2 a hladiny v nádrži. V případě vrtů se jedná o týdenní a v případě hladiny přehrady o denní měření. Data byla zpracovávána s pomocí programovacího jazyka Python a souboru otevřeného

softwaru pro vědecké výpočty SciPy. Použity byly vlastní skripty a standardní funkce obsažené v SciPy. Pro výpočet SSA bylo využito prostředí Matlab a upravený převzatý skript, který napsal Groth (2018).

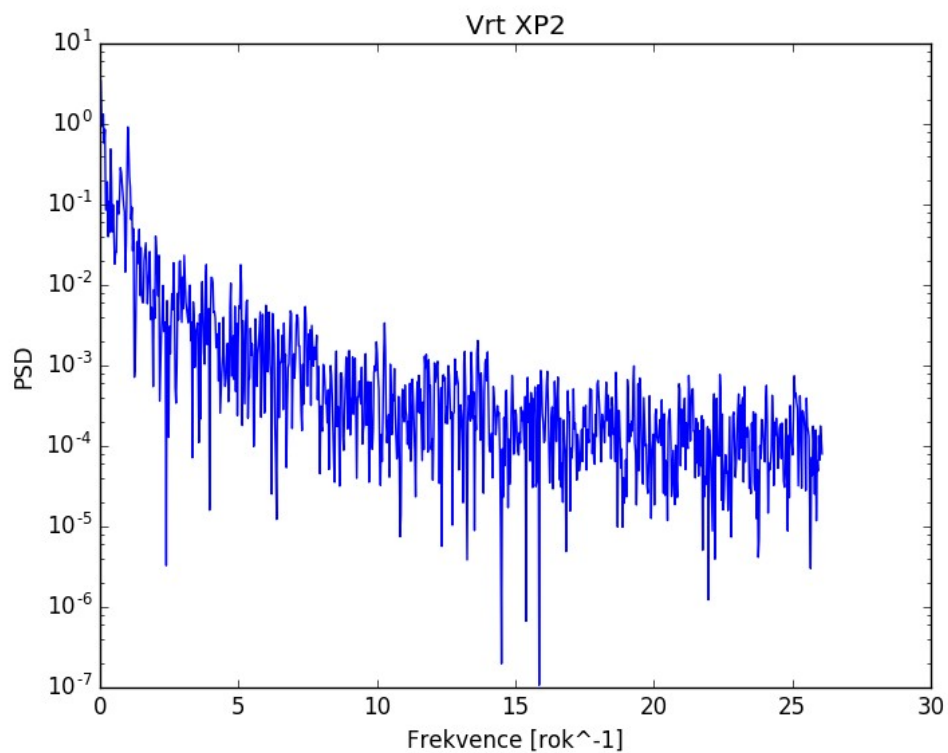
Jako první byla ověřena vzájemná korelace hladiny ve vrtu XP2 s hladinou v přehradě. Na obrázku 6.2 jde vidět, že řady jsou proti sobě posunuty o dva týdny, což je doba zpoždění změny hladiny v nádrži vůči změně ve vrtu, která ji předchází. Stejně tak byla metoda vzájemné korelace aplikována na hladinu vrtu a týdenní četnosti zemětřesení v celém zkoumaném období. Žádná podobnost těchto řad se ovšem touto metodou neprokázala. Jako další byla proto spočítána výkonová spektra týdenních měření hladiny ve vrtu XP2 i týdenních četností zemětřesných jevů, jejichž cílem bylo najít v signálu jeho jednotlivé frekvenční složky.



Obrázek 6.2 Časový vývoj úrovní hladin v nádrži Horka a ve vrtu XP2 a jejich vzájemná korelace

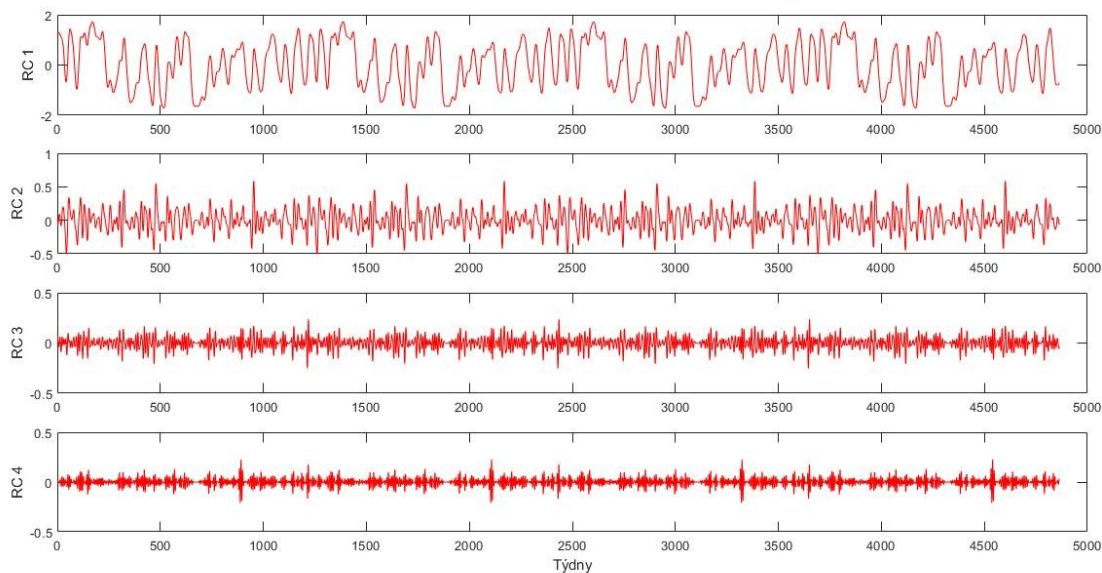


Obrázek 6.3 Výkonové spektrum týdenní četnosti zemětřesení

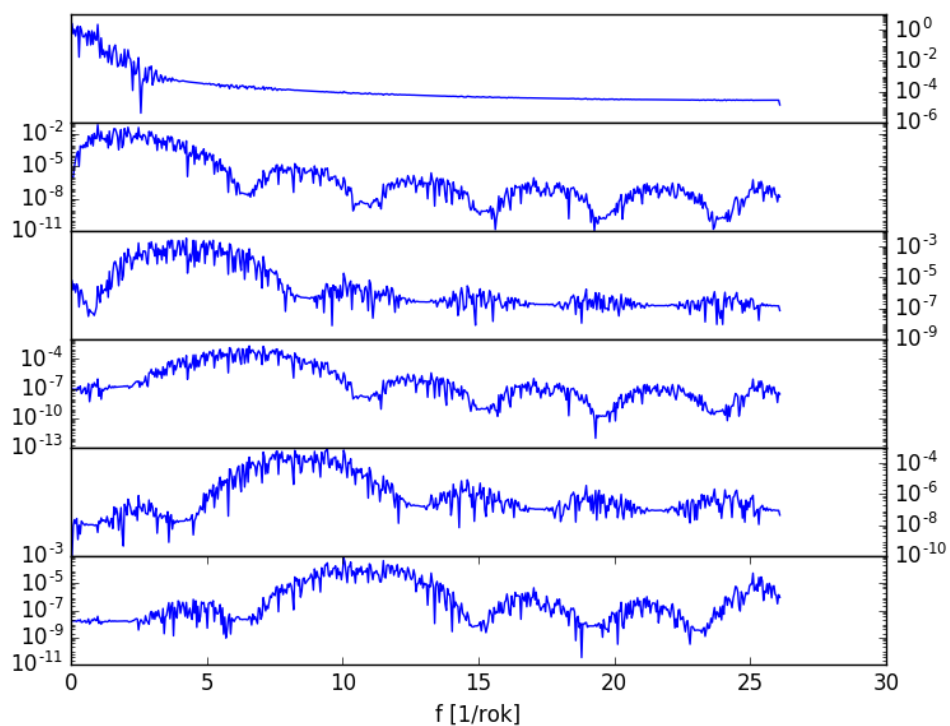


Obrázek 6.4 Výkonové spektrum změn hladiny vrtu XP2

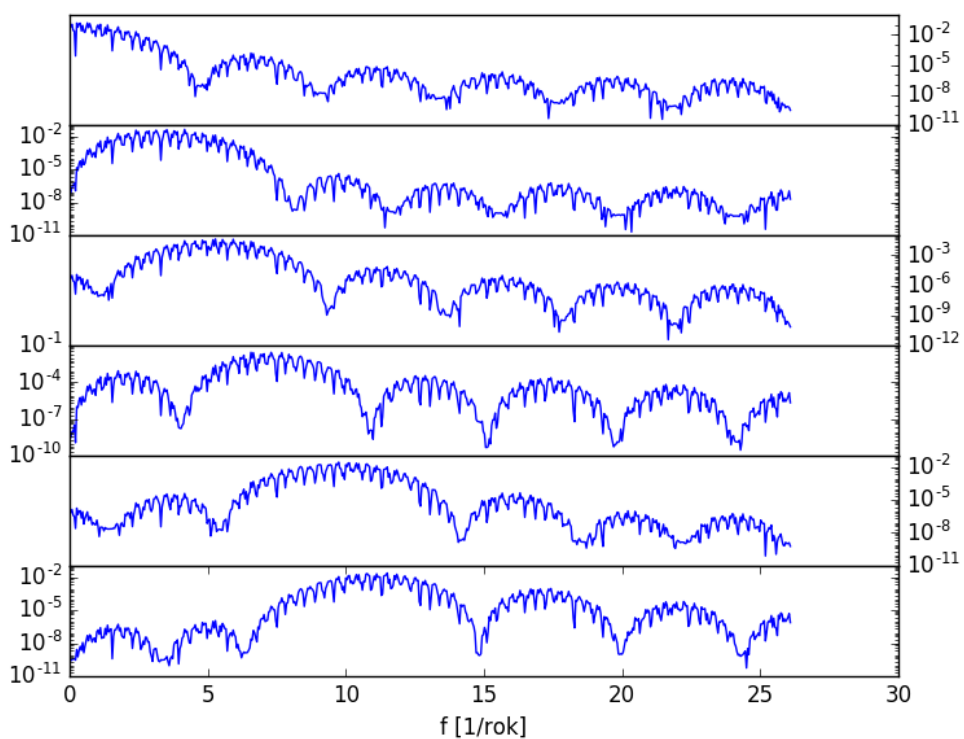
Ve výsledcích, které jsou zobrazeny formou periodogramů na obrázcích 6.3 a 6.4 je vidět výrazný roční cyklus u hladiny vrtu. Na periodogramu týdenní zemětřesné aktivity žádná podobná, ani jiná periodicitu naopak vidět není. Jedním z možných vysvětlení je možné skrytí hledané cyclicity v šumu, který tvoří seismické jevy nesouvisející s hydroseismicitou. Proto byla jako další způsob nalezení periodicity ve zkoumaném signálu na obě řady aplikována metoda SSA s očekáváním, že se podaří tento šum odstranit.



Obrázek 6.5 První čtyři rekonstruované komponenty úrovně hladiny ve vrtu XP2



Obrázek 6.6 Výkonová spektra prvních šesti rekonstruovaných komponent úrovně hladiny



Obrázek 6.7 Výkonová spektra prvních šesti rekonstruovaných komponent seismicity

Pro obě řady bylo spočítáno 12 rekonstruovaných komponent. Toto číslo bylo zvoleno jako

prvotní odhad a teprve dalšími výpočty se potvrdilo, že je v tomto případě dostačující. V případě dat výšky hladiny obsahovaly téměř veškerou odchylku první dvě rekonstruované komponenty 20a bylo z nich možné původní řadu velmi dobře složit, jak ukazuje obrázek 6.5. Naproti tomu u četností zemětřesení nebylo podobné rozlišení signálu a šumu tak dobře patrné a jednotlivé rekonstruované komponenty jsou si podobné.

Pro další analýzu bylo z těchto důvodů vybráno prvních šest rekonstruovaných komponent z obou řad a na nich byla opět provedena spektrální analýza. V případě hladiny na obrázku č. 6.6 se u prvních dvou rekonstruovaných komponent opět potvrdila již dříve zjištěná roční periodicitu a u zemětřesných jevů nebyla žádná skrytá periodicitu ani tentokrát objevena u žádné z komponent, což jde vidět na obrázku 6.7.

7 Závěr a diskuse

Otřesy vyvolané vodními nádržemi se vyskytují na různých místech na Zemi a mají většinou charakter slabých zemětřesení. Ve výjimečných případech se mohou vyskytovat i ničivější jevy, které lze označit jako přírodní katastrofy. I přes, do dnešní doby poměrně velký počet potvrzených případů, se jedná o poměrně vzácný jev. U většiny vodních nádrží se zvýšení seismické aktivity nikdy neobjeví. To naznačuje, že přes všechny vlivy, kterými vodní nádrž působí na své okolí, je hlavním rozhodujícím faktorem lokální geologie a tektonické napětí v regionu.

Mezi nejdůležitější geologické podmínky patří existence zlomů, puklin a permeabilitu prostředí. To umožňuje podzemní vodě proudění a následné ovlivnění tlaku fluid v místě vzniku zemětřesení.

Studium zemětřesení způsobených napuštěním vodní nádrže nebo vzniklých v důsledku kolísání její vodní hladiny, se potýká s řadou problémů, mezi nimiž je jedním z nejvýznamnějších nemožnost s jistotou určit, zda se jedná o zemětřesení skutečně způsobené a vyvolané existencí a činností vodní nádrže, nebo je to zemětřesení, které s těmito vlivy nesouvisí. V některých případech je toto možné posoudit porovnáním seismické aktivity před vznikem nádrže a po něm. Jelikož jsou největší a nejintenzivnější zemětřesní spojena s nejvýznamnějšími cykly ve vývoji úrovně vodní hladiny, tak je výhodné zaměřit se právě na hledání reakce na tyto výrazné jevy i v četnostech zemětřesení. Ukazuje se, že lze u mnoha vodních nádrží objevit výraznou roční periodicitu ve vývoji stavu hladiny. Tato periodicitu byla přítomná i v případě nádrže Horka. Ačkoliv bylo na seismická data z Nového Kostela aplikováno více metod pro hledání možného spojení této časové řady se změnami vodní hladiny, tak se mezi nimi nepodařilo objevit žádnou souvislost. Výčet použitých metod zahrnuje frekvenční analýzu, metodu vzájemné korelace a metodu SSA, jejichž použití se při posouzení možné hydroseismicity jinými autory v podobných případech již dříve osvědčilo.

Tato práce mi umožnila vyzkoušet si zpracování reálných dat za použití pro mě nové

zajímavé metody a nově nabyté znalosti mi budou zcela jistě velmi přínosné i pro nadcházející práce a projekty. Rovněž problematika hydroseismicity v oblasti Nového Kostela poskytuje prostor pro další a podrobnější výzkum, který by mohl při volbě jiného přístupu přinést hlubší poznání.

8 Použitá literatura

- Caloi, P. 1966. "The results of geodynamic investigations in the Vajont Gorge". Ann. Geofs: Rome.
- Chadha, R. K., A. P. Pandey, a H. J. Kuempel. 2003. "Search for Earthquake Precursors in Well Water Levels in a Localized Seismically Active Area of Reservoir Triggered Earthquakes in India." Geophysical Research Letters (7). American Geophysical Union. doi:10.1029/2002GL016694.
- Costain, J. K., a G. A. Bollinger. 2010. "Review: Research Results in Hydroseismicity from 1987 to 2009." Bulletin of the Seismological Society of America 100 (5 A): 1841-58. doi:10.1785/0120090288.
- Fossen, H. 2010. Structural Geology. Geology. 1st ed. Cambridge: Cambridge University press. doi:10.1017/CBO9780511777806.
- Goliáš, V. 2016 "Kde vznikají geologické zlomy a jak souvisejí s teplými prameny?" Kde vznikají geologické zlomy a jak souvisejí s teplými prameny? - Zeptejte se přírodovědců — Přírodovědci.cz. November 1, Accessed July 06, 2018. <http://www.prirodovedci.cz/zeptejte-se-prirodovedcu/1527>
- Gough, D. I. 1969. "Incremental Stress under a Two-Dimensional Artificial Lake." Canadian Journal of Earth Sciences 6 (5). NRC Research Press: 1067-75. doi:10.1139/e69-109.
- Gough, D. I., a W. I. Gough. 1970a. "Stress and Deflection in the Lithosphere near Lake Kariba- I." Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 21 (1): 65-78. doi:10.1111/j.1365-246X.1970.tb01767.x.
- Gough, D. I., a W. I. Gough. 1970b. "Load-induced Earthquakes at Lake Kariba- II." Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 21 (1): 79-101. doi:10.1111/j.1365-246X.1970.tb01768.x.
- Groth, A. 2018. "SSA Tutorial With Matlab - Mathworks Nordic". Se.Mathworks.Com. <https://se.mathworks.com/examples/matlab/community/34609-ssa-tutorial-with-matlab>.
- Gupta, Harsh K., a B. K. Rastogi. 1976. Dams and Earthquakes. Developments in Geotechnical Engineering. Amsterdam: Elsevier
- Hagiwara, T., a M. Ohtake. 1972. "Seismic Activity Associated with the Filling of the Reservoir behind the Kurobe Dam. Japan, 1963-1970." Tectonophysics 15 (3): 241-54. doi:10.1016/0040-1951(72)90088-1.
- Heinicke, J., H. Woith, C. Alexandrakis, S. Buske, a L. Telesca. 2017. "Can Hydroseismicity Ex-

plain Recurring Earthquake Swarms in NW-Bohemia?" *Geophysical Journal International* 212 (1). Oxford University Press: 211-28. doi:10.1093/gji/ggx412.

"International Seismological Centre ISC: On-Line Bulletin." International Seismological Centre. Accessed July 17, 2018.

Jaeger, J. C. 1956. "Elasticity, Fracture and Flow." Methuen, London

Kraft, T., J. Wassermann, E. Schmedes, a H. Igel. 2006. "Meteorological Triggering of Earthquake Swarms at Mt. Hochstaufen, SE-Germany." *Tectonophysics* 424 (3-4): 245-58. doi:10.1016/j.tecto.2006.03.044.

Mogi, K. 1963. "Some Discussions on Aftershocks, Foreshocks and Earthquake Swarms-The Fracture of a Semi-Infinite Body Caused by an Inner Stress Origin and Its Relation to the Earthquake Phenomena." *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 41, 615-658.

23Pavan, K., J., D. V. Ramana, R. K. Chadha, C. Singh, a ShekarM. 2012. "The Relation between Seismicity and Water Level Changes in the Koyna-Warna Region, India." *Natural Hazards and Earth System Science* 12 (3): 813-17. doi:10.5194/nhess-12-813-2012.

Petránek, J., J. Březina, E. Břízová, J. Cháb, J. Loun a P. Zelenka. *Encyklopedie geologie*. Praha: Česká geologická služba, 2016

Semenza, E., a M. Ghirotti. 2000. "History of the 1963 Vaiont Slide: The Importance of Geological Factors." *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. Springer Verlag. doi:10.1007/s100640000067.

Talwani, P. 1995. "Speculation on the Causes of Continuing Seismicity near Koyna Reservoir, India." *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH* 145 (1). Birkh user-Verlag: 167-74. doi:10.1007/BF00879492.

Talwani, P. 1997. "On the Nature of Reservoir-Induced Seismicity." *Pure and Applied Geophysics* 150 (3-4). Birkhauser Verlag AG: 473-92. doi:10.1007/s000240050089.

Tandon, A. N., a H. M. Chaudhury. 1968. *Konya Earthquake of December 1967*. New Delhi: Office of the Director General of Observatories.

Telesca, L., R. E. F. Elbary, A. E. A. Mohamed, a M. Elgabry. 2012. "Analysis of the Cross-Correlation between Seismicity and Water Level in the Aswan Area (Egypt) from 1982 to 2010." *Natural Hazards and Earth System Science* 12 (7): 2203-7. doi:10.5194/nhess-12-2203-2012.

Telesca, L., T. Matcharashvili, T. Chelidze, a N. Zhukova. 2012. "Relationship between Seismicity and Water Level in the Enguri High Dam Area (Georgia) Using the Singular Spectrum Analysis." *Natural Hazards and Earth System Science* 12 (8): 2479-85. doi:10.5194/nhess-12-2479-2012.

Vautard, R., a M. Ghil. 1989. "Singular Spectrum Analysis in Nonlinear Dynamics, with Applications, to Paleoclimatic Time Series." *Physica D* 35. North-Holland: 395-424. doi:10.1016/0167-2789(89)90077-8.

Vlček, J., L. Eisner, T. A. Stabile, a L. Telesca. 2017. "Temporal Relationship Between Injection Rates And Induced Seismicity". *Pure And Applied Geophysics*. doi:10.1007/s00024-017-1622-y.

Ward, S. N., a S. Day. 2011. "The 1963 Landslide and Flood at Vaiont Reservoir Italy. A Tsunami Ball Simulation." *Italian Journal of Geosciences* 130 (1): 16-26. doi:10.3301/IJG/2010.21.